

# Geologische Entwicklung der Kaledoniden im Raume Stavanger-Ryfylke / Südnorwegen

Müller, Georg  
Lorenz, Andreas

Veröffentlicht in:  
Jahrbuch 1990 der Braunschweigischen  
Wissenschaftlichen Gesellschaft, S.27-49



Verlag Erich Goltze KG, Göttingen

## **Geologische Entwicklung der Kaledoniden im Raume Stavanger-Ryfylke / Südnorwegen\***

Von **Georg Müller** und **Andreas Lorenz**

### **1. Ausgangspositionen und Aufgabenstellung**

Die Halbinsel Strand stellt östlich von Stavanger (SW-Norwegen) im Gebiet des Boknfjords die größte zusammenhängend vom kaledonischen Deckgebirge eingenommene Landfläche dar (ca. 110 km<sup>2</sup>). Sie hat deshalb für die Überlegungen V.M. Goldschmidts (1921) zur Petrogenese trondhjemitischer Intrusionsmassen kaledonischen Alters eine besondere Bedeutung gehabt. 70–80 km<sup>2</sup> der Strand-Halbinsel werden nach Goldschmidts Karte (1921) von hunderte Meter mächtigen Lagergangmassen bedeckt, während die Areale der durch eine Injektions-Kontaktmetamorphose umgewandelten Phyllite nur relativ kleine Fläche einnehmen. Goldschmidt nahm daher an, daß die riesigen Intrusivplatten, die seine Karte ausweist, bereits während der Intrusion „gefaltet und verfrachtet wurden, teils in schon starrem Zustande (Goldschmidt S. 34)“. Bei dieser Dislokation sollen nach Goldschmidt (S. 21, 33, 38, 100) die untersten Partien der trondhjemitischen Lagergangsplatten zu quarzitischen Mylonitgesteinen umgeformt worden sein. Er schloß auch die Möglichkeit ein, daß solche zwischen den unterlagernden kambrischen Phylliten und den hangenden Intrusivkörpern liegenden Quarzschiefer „magmatische“ Quarzite sein könnten (Goldschmidt 1921, S. 33). Bevorzugtes Intrusionsniveau für die Lagergangmassen war nach Goldschmidt (S. 36/37) die „Schichtfuge zwischen den weichen Phyllitgesteinen und den darüberliegenden härteren grünen Schiefen“.

V.M. Goldschmidts Untersuchungen zur Metamorphose der kambrosilurischen Gesteine im Raume von Stavanger (1921) erscheinen als in sich geschlossener Problemkreis. Goldschmidt führte am Beispiel der kaledonischen Metamorphite bei Stavanger einen neuen Metamorphosetyp ein – die metasomatische Injektionsmetamorphose. Seine Vorstellung von der metasomatischen Umwandlung von Phylliten schrittweise hin bis zu Feldspatgneisen wurde heftig diskutiert und ging in die Lehrbücher der Petrologie ein. Während viele Autoren, wie z. B. Eskola (1939), die Hypothese Goldschmidts von der Injektionsmetamorphose als Musterbeispiel übernahmen, machte Barth (1952) berechnete Zweifel an der Stoffbilanz des Goldschmidtschen Modelles geltend. Barth wies darauf hin, daß man ein Sediment nicht allein durch Stoffzufuhren in kristalline Schiefer oder gar Granit umwandeln kann, vor allem dann nicht, wenn keine deutliche Volumenzunahme zu beobachten ist. Selbstverständlich müssen auch Stoffabtransporte berücksichtigt werden.

\* Veränderte Fassung eines in der Plenarversammlung am 18. 05. 1990 gehaltenen Vortrages.

Ein weiterer Zweifel an der Hypothese Goldschmidts wurde durch Kalsbeek (1964) geäußert. Kalsbeek kam aufgrund von statistischen Untersuchungen an Zirkonen aus Gesteinen von Stavanger und Umgebung zu der Feststellung, daß die Zirkone der Injektionsgneise Goldschmidts nicht mit denen der Phyllite übereinstimmen. Kalsbeek hält den Unterschied zwischen Phyllit- und Gneiszirkonen für primär sedimentär. Soweit erscheint die Metamorphose im Stavanger-Gebiet als rein petrologisch-geochemisches Problem.

Geht man jedoch auf die große Insel Ombo im östlichen Teil des Bokn-Fjords, so findet man als Basis der Insel Phyllite und, im Osten und Westen der Insel diesen auflagernd, die gleichen hellen feinkörnigen Gneise wie auf den benachbarten Inseln und auf dem Festland.

Betrachtet man nun die Geologische Karte von Norwegen (N.G.U. Nr. 208), so werden hier zwei stark divergierende Interpretationen deutlich. Die Gneise im Westen der Insel sind als Injektionsgneise und Trondhjemite nach Goldschmidt (1921) bezeichnet, die gleichen Gneise im Osten der Insel und auf dem gegenüberliegenden Festland von Jøsneset aber als Teile überschobener Decken gedeutet.

Hier begegnet man einem großen Problem, das fast seit hundert Jahren Geologen und Petrographen bewegt hat. In großen Teilen Westnorwegens liegen auf niedrig metamorphen Phylliten ausgedrehte Gneismassen, die seit jeher für höher metamorph gelten als die unterlagernden Phyllite.

C.W. Brøgger (1893) kam bei seinen Untersuchungen der Hardangervidda zu der Erkenntnis, daß die Phyllite und die sie überlagernden Gneise einen autochthonen Verband kambrosilurischer Sedimente darstellen. Die Gneise sollen nach Brøgger (1893) durch Kontakteinwirkungen ehemals auflagernder Intrusivmassen höher metamorph sein als die unterlagernden Phyllite.

K.O. Bjørlykke, H. Reusch und J. Rekstad (1902) glaubten hingegen, daß die Gneise überschobenen Decken zugehören. K.O. Bjørlykke (1905) revidierte später seine Meinung und vertrat die Ansicht, daß die Gneise als ein höherer Sparagmithorizont anzusehen sind. Gegen diese Ansicht Bjørlykkes nahm Kaldhol (1909), dem wir die genauesten geologischen Beschreibungen älterer Zeit von Ryfylke und Suldal verdanken, scharf Stellung.

Goldschmidt (1916, 1921) nahm zwischen Brøgger und den Anhängern der Überschiebungshypothese eine vorsichtige Mittelstellung ein. Als er 1913 zu Probenaufsammlungen in das Gebiet von Stavanger kam, fand er, daß hier die Gneise nicht nur auf den Phylliten lagern, sondern auch mit ihnen in sehr komplexem Verband vorkommen. Die rasch und häufig wechselnde petrographische Ausbildung inspirierte Goldschmidt zu seiner Injektionshypothese.

## **2. Geologisch-petrographische Kartierung der Inseln in Boknfjord, der Strand-Halbinsel und von Indre Ryfylke (Maßstab 1 : 50.000); vereinfacht und verkleinert dargestellt in Anlage 1**

Unter dem Gesichtspunkt der Überprüfung metasomatischer Stoffbilanzen begann G. Müller 1966 mit Untersuchungen im Bereich des Boknfjords. Da Goldschmidts Hypothese von der Injektionsmetamorphose nicht länger aufrechterhalten werden konnte, wurde das Untersuchungsprogramm geändert. Müller und Wurm (1969, 1970a, b) erstellten zum Zwecke der Erfassung des stofflichen Bestandes und Aufbaus der Gesteinsserien eine geologisch-petrographische Karte der Stavanger-Halbinsel, der Inseln des Boknfjord und der Strand-Halbinsel im Maßstab 1 : 50.000 (siehe Anlage 1 – Übersichtskarte). Sie untersuchten die Mineralbestände der Gesteine zur Kennzeichnung ihrer metamorphen Umbildungen. Gleichzeitig wurde die erste eingehende Untersuchung der makroskopischen und mikroskopischen Gefüge in Teilgebieten durchgeführt (Müller und Wurm 1969, 1970a und b). Die Ergebnisse dieser Arbeiten wurden in die Berggrunnskort over Norge 1 : 50.000 Strand 1213 II (1973) und Rennesøy 1213 III (1974) übernommen und von Kildal (1978) für die Erstellung der geologischen Karte 1 : 250.000, Blatt Sauda, benutzt. Müller und Wurm hielten vorerst noch an den Vorstellungen Goldschmidts (1921) von einem autochthonen kambro-silurischen Sedimentgesteinsstapel fest, der kaledonisch verfaltet und metamorphisiert worden sei.

Demgegenüber interpretierte Sigmond Kildal bereits 1967 die Gneise und einen Teil der Phyllite ihres nördlich des Boknfjords bei Sand gelegenen Arbeitsgebietes als eine einzige tektonische Einheit und deutete sie als Teil einer überschobenen Decke. Demnach sollte die Grenze zwischen den autochthonen kambrosilurischen Gesteinen und den darüberliegenden präkambrischen Phylliten und Gneisen durch eine Überschiebungsbahn gebildet werden.

Weitere Untersuchungen von Sigmond Kildal (1973) über geochemische Ähnlichkeiten von Metaandesiten, die sie sowohl in den Phylliten als auch in den auflagernden Gneisen fand, sowie Rb/Sr-Altersbestimmungen, durchgeführt von Heier et al. (1973), Andresen et al. (1974; 1975) und Sigmond & Andresen (1976), ergänzten und bestätigten das Bild von einem Deckensystem präkambrischer Gesteine, die an einigen Stellen autochthonen kambrischen Phylliten und fossilführenden Schiefern auflagern.

Sigmond (1978) faßte die bis dahin gewonnenen Erkenntnisse unter Einbeziehung der hier referierten Untersuchungen und Kartierungsergebnisse in der Beschreibung zur geologischen Übersichtskarte Blatt Sauda (Maßstab 1 : 250.000) zusammen.

Da jedoch viele Gebiete im Bereich zwischen dem Boknfjord und der Hardangervidda im Norden noch nicht hinreichend genau kartiert waren, fiel die Korrelation der Deckengesteine der verschiedenen Regionen untereinander sowie die Angabe der Verbreitung der autochthonen Gesteine schwer.

Um den Anschluß an das Untersuchungsgebiet von Sigmond Kildal zu gewinnen, kartierte Lorenz in den Jahren 1982 bis 1984 das etwa 400 km<sup>2</sup> große Gebiet zwischen dem Jøsenfjord und dem Tysdal im Maßstab 1 : 50.000, und Bintzer nahm 1985 die Insel Ombo im gleichen Maßstab neu auf.

### **3. Petrologische Detailuntersuchungen im Gebiet des zentralen und östlichen Boknfjords sowie im Indre Ryfylke (1982 bis 1988) und ihre Anwendung auf die Interpretation tektono-metamorpher Prozesse**

#### *3.1 Ormakam-Serie oder Hangende Serie auf der Strand-Halbinsel*

(Figur 1; Tabelle 1, Anlage 2)

Mikrosondenuntersuchungen (Müller & Herbert 1984) ergaben für einen metagranitischen Gesteinskörper im Gipfelbereich des Ormakam (Figur 1) auf der Strand-Halbinsel und für seine Nebengesteine, Gneise und Melagabbroide (Ormakam-Serie), eine Unterteilung in hornblende-granulitfazielle und grünschieferfazielle Paragenesen, die nebeneinander vorliegen.

Ebenso wie der Lagergang enthalten auch seine Nebengesteine eine ältere fazieskritische Mineralparagenese, die hauptsächlich aus:

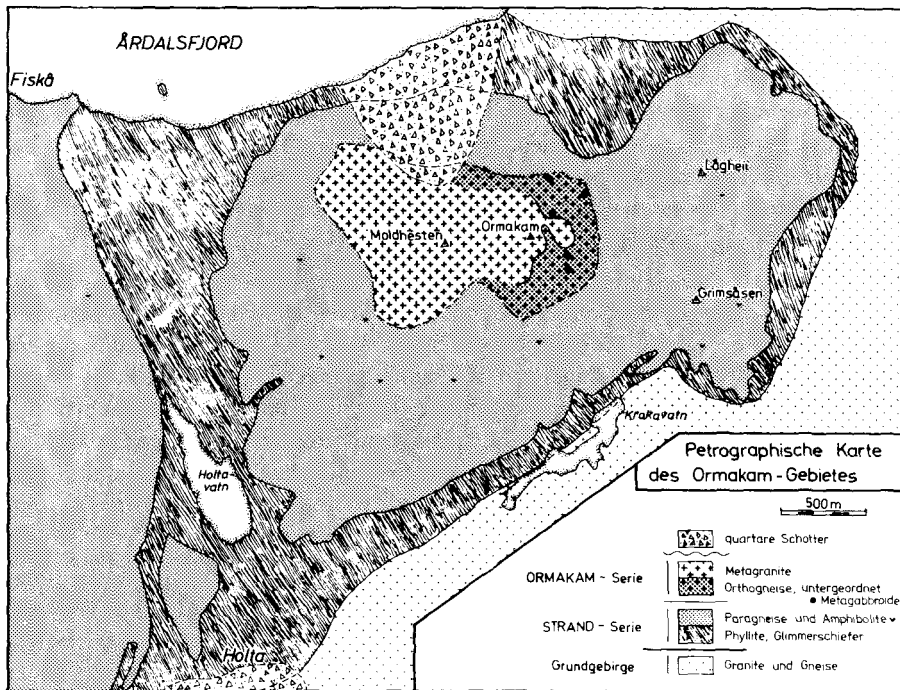
Orthopyroxen + Klinopyroxen + Plagioklas + Hastingsit  $\pm$  Orthoklas  $\pm$  Quarz besteht und somit die Hornblende-Granulitfazies anzeigt. Nach dem Wells-Modell (1977) auf der Basis von Ferrohypersthen-Ferrosalit-Paaren berechnete Bildungstemperaturen ergeben 777–837 °C. Nach Raith et al. (1983) müssen wahrscheinlich die nach dem Wells-Modell berechneten Temperaturen um 70 °C nach unten korrigiert werden. Wahrscheinlich besitzt diese hochgradige Metamorphose M 1 (Anlage 2) ein Alter von 1.5–1.6 Ga (Andresen & Heier 1975).

Die granulitfaziell entstandenen Minerale wurden während einer späteren Metamorphose unter Zufuhr von Wasser und Sauerstoff durch niedrig-temperierte Paragenesen verdrängt. Amphibolite und Hornblendite der liegenden Gesteinsabfolgen der Strand-Halbinsel zeigen ähnliche Umwandlungsmerkmale. Intergranulares Zerbrechen und mikrogranulare Rekristallisationen deuten darauf hin, daß die niedrig-gradige Metamorphose von tektonischen Bewegungen begleitet war. Möglicherweise läßt sich die Grünschiefermetamorphose M 2 (Anlage 2) auf eine Orogenese vor etwa 1.15 Ga zurückführen (Sigmond 1878). Wenn man von dem heutigen tektonischen Konzept für Westnorwegen ausgeht (referiert bei Sigmond 1978), sind im Gebiet des Ormakam zwei tektonische Einheiten präkambrischen Alters aufgeschoben und übereinander gestapelt worden. Die Gesteine dieser Einheiten wiesen vor dem Deckenschub unterschiedliche metamorphe Zustände auf (siehe 3.2). Somit erfahren die durch Goldschmidts Injektionshypothese bekannt gewordenen sehr problematischen Gesteine des Ormakams eine völlige Umdeutung.

#### *3.2 Liegende Serie der Strand-Halbinsel*

(Strand-Serie; Figur 1; Tabelle 1, Anlage 2)

Zwischen der granulitfaziellen Ormakam-Serie, die auf der Strand-Halbinsel nur noch durch eine etwa 200 m mächtige, durch die Gletscher der letzten Vereisung geschaffene Erosionsinsel repräsentiert wird, und der liegenden Strand-Serie befindet sich eine Überschiebungsbahn. Die nun folgenden Darlegungen sollen klären, in welcher Weise sich die hangenden Ormakam-Serie und die liegende Strand-Serie petrolo-



Figur 1  
Petrographische Karte des Ormakam-Gebietes

gisch unterscheiden. Die Ergebnisse der Untersuchungen auf Strand lassen sich nach Müller & Strauß (1986) wie folgt charakterisieren:

Die liegende Gesteinssequenz, die den größten Teil der Halbinsel Strand einnimmt, wird aus metasedimentären Gesteinen präkambrischen Alters aufgebaut. Sie beinhalten Phyllite, Quarz-Feldspat-Gneise, biotit- und hornblendeführende Gneise. Ausgeprägte kleinräumige Wechsellagerungen belegen den metasedimentären Charakter der Gesteinsabfolge. Die Ergebnisse chemischer Untersuchungen von Biotit- und Hornblende-Gneisen (Müller 1970b) deuten darauf hin, daß es sich um ehemals basaltische tuffogene Einlagerungen in die Sedimentserie handelt.

Die Gesteine der liegenden Deckeneinheit, wie auch die der oberen Decke, zeigen eine deutliche Zweiteilung ihrer Mineralparagenesen. Eine ältere höhermetamorphe Paragenese, die einige Rückschlüsse auf den Metamorphosegrad zuläßt, besteht in den Biotit-Hornblende-Gneisen aus:

Andesin-Oligoklas + Hastingsit-Magnesio-Hornblende + Quarz + Biotit,

in den Phylliten aus:

Muskowit ± Biotit + Oligoklas-Albit + Quarz ± Calcit.

Es ist außerordentlich schwierig, die Temperaturen und Drücke dieser älteren Metamorphose abzuschätzen. Aufgrund der metamorphen Überprägung des älteren Mineralbestandes dürfen Thermometer und Barometer auf der Grundlage koexistierender Mineralpaare nicht angewendet werden. Hier konnten erst in jüngster Zeit Paragenesen im Gebiet zwischen dem Jøsenfjord und dem Tysdal gefunden und analysiert werden, die Rückschlüsse auf die PT-Bedingungen der Metamorphosen M 1 bis M 3 in den dort verbreiteten Gesteinen der Strandserie zulassen (siehe Abschnitt 3.4).

Raase (1974) hat Zusammenhänge zwischen den  $Al^{VI}/Si$ -Verhältnissen sowie den Titangehalten von calciumreichen Amphibolen und den metamorphen Druck- und Temperatur-Bedingungen postuliert. Wendet man seine Diagramme auf die Amphibole I in den Hornblende-Biotit-Gneisen der Strand-Halbinsel an, so werden für die Hastingsite die Bildungsbedingungen der höhergradigen Amphibolit-Fazies mit Ti 0,07–0,23 bei Drücken von  $< 5$  kbar ( $Al^{VI}$  0,29–0,62 bei Si 5,99–6,86) erreicht. Damit liegen die PT-Bedingungen der Gesteinsmetamorphose der unteren Decke deutlich unter denen der oberen Decke, wo die Granulitfazies mit Temperaturen von 700–800 °C und entsprechend hohen Drücken (8–10 kbar tot) abgeleitet wurden (Müller & Herbert 1984).

Die amphibolitfaziellen Gesteine sind schwach retrograd metamorph überprägt worden. Dabei wurden die Plagioklase teilweise saussuritisiert und Albit neu gebildet. Die Hastingsite und Magnesiohornblenden wurden partiell von Pargasiten oder pargasitischen Hornblenden, Chlorit und Calcit verdrängt. Spessartinhaltigen Almandin sowie eisenreicher Epidot sind weitere Neubildungen. Durch solche Mineralparagenesen werden Temperaturen der Grünschieferfazies zwischen 400 und 500 °C angezeigt.

Wendet man Raases (1974) Diagramme der Abhängigkeit der Ti- und  $Al^{VI}/Si$ -Gehalte calciumreicher Amphibole von den metamorphen PT-Bedingungen auf die sekundär gebildeten Amphibole II an, so sind deren Ti-Gehalte (0,03–0,04) deutlich niedriger als die, welche für den Grenzbereich zwischen der Grünschiefer- und der Amphibolitfazies nach Raase charakteristisch sind.

$Al^{VI}$ -Gehalte von 0,87 bis 1,36 bei Si 6,19–6,38 ergeben Druckbedingungen, die um die 5 kbar-Linie des Raase-Diagramms streuen. Die Drücke der retrograden Metamorphose waren in den Gesteinen der liegenden Decke somit höher als die der älteren höhertemperierten Metamorphose.

Alle retrograden Reaktionen liefen unvollständig ab, so daß keine Gleichgewichtsbedingungen eingestellt wurden. Das zeigen die großen chemischen Inhomogenitäten von Plagioklas, Chlorit, Muskowit, Biotit, Amphibol II, Fe-Ti-Oxiden und Granat sowohl in Einzelkörnern wie auch zwischen verschiedenen Kristallen derselben Probe. Daher gibt es auch keine koexistierenden Minerale, die für PT-Berechnungen genutzt werden könnten. Andererseits bilden unterschiedliche Anorthit-Gehalte der Plagioklase verschiedener Proben offensichtlich auch Unterschiede in den Chemismen der Edukte ab. So weisen die Plagioklase der mafitarmen Quarz-Feldspat-Gneise An-Gehalte von 0,8 bis 14,4 Mol.-% auf, während die der mafitreichen Proben An-Gehalte bis zu 34,5 Mol.-% besitzen.

Auch die granulitfaziellen Gesteine der hangenden Decke der Strand-Halbinsel am Ormakam zeigen Eduktabhängigkeiten der Plagioklas-Zusammensetzungen. So weisen die Plagioklase der Metagranite An-Gehalte von 23–28 Mol.-% auf, während die in melagabbroiden Gesteinen mit hohen Pyroxenanteilen (60–70 Vol.-%) An-Werte von 63–79 Mol.-% besitzen.

Die absoluten Altersverhältnisse der metamorphen Ereignisse sind unsicher. Heier et. al. (1972) erhielten an Quarz-Feldspat-Gneisen der liegenden Deckeneinheit der Strand Halbinsel Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter von 1,16 Ga. Innerhalb der Fehlergrenzen ist dieses Alter identisch mit dem einer Rb-Sr-Isochrone von 1,18 Ga (Andresen & Heier 1975). Müller & Herbert (1984) diskutierten die mögliche Zuordnung dieses Alters zu der retrograden grünschieferfaziellen Metamorphose der Ormakam-Gesteine der hangenden Deckeneinheit. Macht man auch für die retrograde grünschieferfazielle Metamorphose der liegenden Deckeneinheit diese Annahme, so könnte die ältere amphibolitfazielle Metamorphose der liegenden Decke zur gleichen Zeit abgelaufen sein wie die granulitfazielle der hangenden Decke, nämlich von 1,5 Ga. Jedenfalls sind die sekundären grünschieferfaziellen Mineralparagenesen in den Gesteinen der liegenden Decke der Strand-Halbinsel sehr ähnlich denen, die Müller & Herbert (1984) in den Gesteinen der hangenden Deckeneinheit beobachteten.

Die Neubildung von Stilpnomelan sowie Chloriten und Quarz auf Rupturen ist möglicherweise im Zusammenhang mit der kaledonischen Orogenese und dem Deckentransport zu sehen. Verschure et al. (1980) beobachteten Stilpnomelan im Grundgebirge SE von Strand und interpretierten seine Bildung als Resultat einer schwachen kaledonischen Metamorphose (400 Ma).

Alle diese Phänomene gelten analog für die auf den nördlich der Strand-Halbinsel vorgelagerten Inseln Bokn, Halsnøy, Randøy und Ombo vorhandenen Teile der Strand- und Ormakam-Serie, wie Müller und Bintzer (1989) in einem unpublizierten Forschungsbericht an die Deutsche Forschungsgemeinschaft dargelegt haben (Abschnitt 3.5).

Die ältere Metamorphose der liegenden Deckeneinheit auf der Strand-Halbinsel erfolgte in der höheren Amphibolitfazies, die der hangenden Decke verlief unter Bedingungen der Hornblende-Granulitfazies. Daraus ist zu folgern, daß beide Deckeneinheiten während des Ablaufs der älteren Metamorphose noch nicht aufeinander geschoben waren.

Wie vorstehend diskutiert, deutet die chemische Zusammensetzung der jüngeren Amphibol-Generation in der liegenden Decke höhere Bildungsdrücke an, als sie bei der Kristallisation der älteren Amphibole wirksam waren. Das könnte darauf hindeuten, daß die obere Decke bereits auf der unteren lag, als die retrograde Metamorphose zur Bildung von Amphibol II auf Kosten von Amphibol I führte. Diesen Fragen wird noch bei der Diskussion der Untersuchungsergebnisse nachgegangen, welche im Gebiet zwischen dem Jøsenfjord und dem Tysdal erzielt wurden (3.4).



### 3.3 Brimsøy- und Talgje-Serie der Inseln des zentralen Boknfjords (Übersichtskarte – Anlage 1; Figur 2; Tabelle 1; Anlage 2)

Nach dem heutigen Stand geologischer Forschungen müssen auch die Gesteinsserien der zentralen Inseln des Boknfjords einem System präkambrischer Decken zugeordnet werden, welches während der kaledonischen Orogenese von NNW her auf den Baltischen Schild überschoben wurde (Sigmond 1978). Hierauf deuten Altersbestimmungen an Gneisen der Insel Rennesøy hin, welche ein Rb/Sr-Alter von 1.6 Ga ergaben (Heier et al. 1972). Allerdings finden sich in den nördlich von hier weit verbreiteten Deckensystemen der Hardangervidda nirgendwo Marmor- und Kalksilikatgesteinsabfolgen, wie sie auf den zentralen Inseln des Boknfjords vorkommen.

Diese in SW-Norwegen einmaligen, von Müller & Strauß (1985) untersuchten Serien der Brimse- und Talgje-Gruppe (Figur 2) bestehen aus metamorphen Sedimentgesteinen, wie Marmoren, Kalkglimmerschiefern, quarzhaltigen und skapolith-plagioklas-führenden Marmoren, Wechsellagerungen von dünnen Marmorlagen mit solchen von Quarziten und Amphiboliten sowie anderen komplex zusammengesetzten Metasedimenten (Brimse Gruppe) und mächtigen Amphiboliten als Zeugen eines kräftigen basaltischen Geosynklinal-Vulkanismus. Diese Gesteine bestehen aus zwei verschiedenen Mineralparagenesen, von denen die ältere hochmetamorphe (M 1) die folgende Vergesellschaftung umfaßt:

Andesin-Oligoklas + Tschermakit + Calcit + Dolomit + Quarz + Epidot I + Granat I (Alm 52–65,5; Spess < 3 Mol-%) ± Diopsid ± Skapolith ± Zoisit.

In Metapeliten der Talgje-Gruppe besteht die ältere Paragenese aus:

Granat I (Alm 75) + Disthen + Muskowit + Quarz ± Andesin.

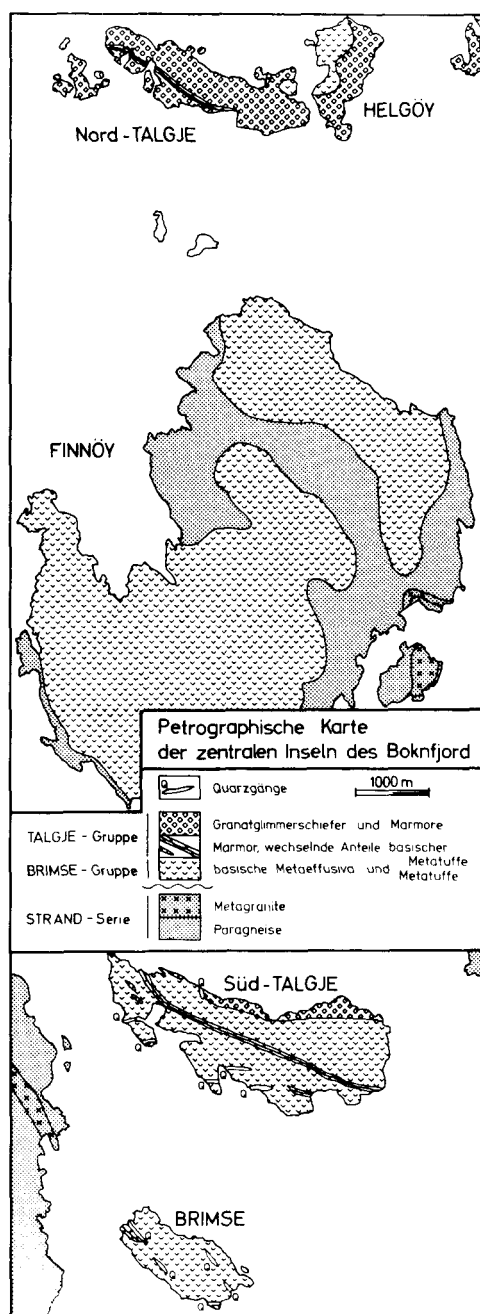
Die Bildung der älteren Paragenese erfolgte bei Temperaturen > 520 und < 650 °C und bei Drücken von 5–6 kbar.

Die jüngere Paragenese (M 2) besteht aus:

Oligoklas-Albit + aktinolithische Hornblende + Calcit + Dolomit + Quarz + Epidot II + Biotit ± Granat II (Alm 40–60; Spess 10–27) ± Pyrit ± Ilmenohämatit und Hämoilmenit.

Meist ist die alte Paragenese nur schwach von der retrograden Rekristallisation erfaßt worden. Stark schwankende chemische Zusammensetzungen der Sekundärminerale, z.B. stark streuende AN-Gehalte der Plagioklase, deuten Ungleichgewichte und unvollkommene Umwandlungen während der niedriggradigen Metamorphose an. Die jüngere Paragenese wurde grünschieferfaziell bei Temperaturen zwischen 500 und 400 °C gebildet.

Der zweiphasigen metamorphen Prägung entspricht ein Faltenbau, der während zweier von einander unabhängiger Ereignisse angelegt wurde (Müller & Wurm 1970b). Die Rekristallisation M 3 ist auf den zentralen Inseln kaum nachweisbar. Die Zuordnung der Metagranite im Osten Finnøys und auf E-Rennesøy ist unsicher (Figur 3). Möglicherweise gehören die Leukogranite mit den sie begleitenden Migmatiten zur Ormakam-Serie.



**Figur 2**  
*Petrographische Karte der zentralen Inseln des Boknfjords*

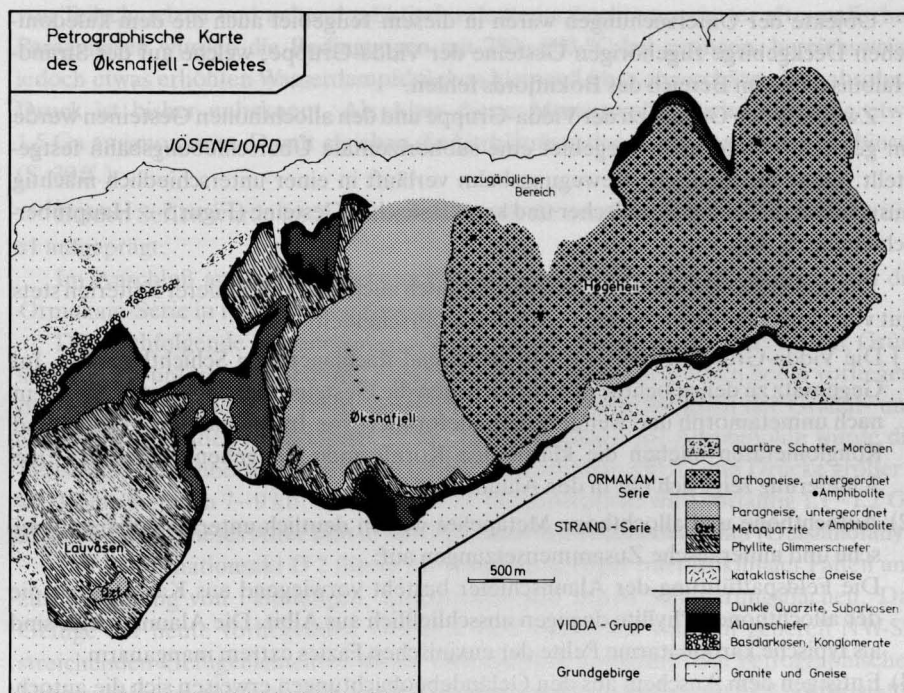


Figur 3

*Migmatischer Gneis aus dem Rahmen des Leukogranits von Dravsekk-Nådøy, SE-Küste Finnøys. Aufschluß am Zufahrtsweg von Utsyn Leirsted. Abgebildete Fläche etwa  $1.5 \times 1.0 \text{ m}^2$*

### 3.4 Indre Ryfylke östlich Hjelmeland (Anlage 1; Figur 4; Tabelle 1; Anlage 2)

Im Gebiet zwischen dem Jønsfjord und dem Tysdal führten die Autoren von 1982 bis 1986 petrologische Untersuchungen durch, welche die dem Grundgebirge auflagernden Serien erfassen, ihre stratigraphische Position klären und die auf der Strand-Halbinsel von Müller und Mitarbeitern entwickelte Vorstellung vom Aufbau des Dekkensystems überprüfen sollten. Erosionsreste kaledonischer Gesteinsserien liegen dort in Inselbergen verstreut auf einer generell mit weniger als  $2^\circ$  nach WNW einfallenden Rumpfebene des präkambrischen Grundgebirges.



Figur 4  
Petrographische Karte des Øksnafjell-Gebietes

Vom Liegenden zum Hangenden ergibt sich die folgende tektonostratigraphische Gliederung über dem Grundgebirge:

- d) Lockersedimente des Quartär
- c3) Ormakam-Serie: Eine allochthone orthogene Gesteinsserie, zusammengesetzt aus den metamorphen Äquivalenten von Monzograniten, Granodioriten, Tonaliten und Quarz-Dioriten sowie einigen ultramafischen Gesteinskörpern. Diese Serie blieb nur in geringen Resten erhalten.
- c2) Strand-Serie: Eine allochthone paragne Gesteinsserie, zusammengesetzt aus Metapeliten, Metaquarziten, Metaarkosen und basischen bis intermediären Metatuffen, mit einer ehemaligen Verbreitung über das gesamte Untersuchungsgebiet.
- c1) Kataklastite: Allochthone kataklastische Gesteine, die als Scherlinge des Grundgebirges der näheren Umgebung an der Basis eines kaledonischen Deckensystems verschleppt wurden und heute in dieser Position verstreute Einzelvorkommen bilden.
- b) Vidda-Gruppe: Autochthone Metasedimente des unteren Paläozoikums in epikontinentaler Fazies mit lückenhafter Verbreitung.
- a) Grundgebirge (hier nicht näher untersucht)

Objekte der Untersuchungen waren in diesem Teilgebiet auch die dem kaledonischen Deckgebirge zugehörigen Gesteine der Vidda-Gruppe, welche auf der Strand-Halbinsel und im Bereich des Boknfjords fehlen.

Zwischen den Gesteinen der Vidda-Gruppe und den allochthonen Gesteinen wurde im gesamten Untersuchungsgebiet eine subhorizontale Überschiebungsbahn festgestellt. Diese kaledonische Bewegungsbahn verläuft in einer unterschiedlich mächtig ausgebildeten Zone mylonitischer und kataklastischer Gesteine (Figur 5 – Hauptüberschiebung, S. 42).

Die autochthonen Gesteine lassen sich jedoch auch mit Hilfe anderer Kriterien stets gut von ähnlichen allochthonen Gesteinen unterscheiden:

- 1) Die Vidda-Gruppe bildet einen überwiegend flachlagernden Schichtkomplex. Im Gegensatz zu den allochthonen Serien liegen die Gesteine hier dem ersten Anschein nach unmetamorph und weitgehend undeformiert vor. In den basalen Arkosen und Konglomeraten blieben die klastischen Kornformen weitgehend erhalten. Eine Schieferung zeigt sich nur in den Alaunschiefern.
- 2) Autochthone und allochthone Metapelite weisen deutlich unterscheidbare chemische und mineralische Zusammensetzungen auf:  
Die Feldspatführung der Alaunschiefer besteht vorwiegend aus Kalifeldspat, die der allochthonen Phyllite dagegen ausschließlich aus Albit. Die Alaunschiefer sind als typische karbonatarmer Pelite der euxinischen Fazies extrem manganarm.
- 3) Entgegen dem Anschein aus den Geländebeobachtungen erweisen sich die autochthonen Gesteine als grünschieferfaziell überprägt. Biotit und Stilpnomelan wurden neugebildet, wie das auch von Müller & Strauss (1986) aus dem Grundgebirge der Strand-Halbinsel beschrieben wurde. Der ursprünglich wohl in den Alaunschiefern vorhandene Chlorit wurde dagegen bei der Reaktion mit Kalifeldspat zu Biotit vollständig verbraucht. Infolge des Kalifeldspatmangels in den allochthonen Phylliten war in diesen zur gleichen Zeit die Paragenese Quarz + Albit + Muskowit + Chlorit stabil.
- 4) In den Gesteinen der Vidda-Serie ergeben sich nur Hinweise auf einen einzigen Formungsakt im Zusammenhang mit dem Deckenschub. So findet sich z.B. in den Alaunschiefern nur eine Schieferung.

Die allochthonen Gesteinsserien dagegen erweisen sich ohne Ausnahme als polymetamorph und mehraktig deformiert. Sie gleichen somit den Deckensystemen im Bereich der Strand-Halbinsel und der Inseln des Boknfjords, so daß die dort von Müller & Herbert (1984) und Müller & Strauss (1986) eingeführten Seriennamen für das Gebiet Indre Ryfylke übernommen werden.

Die älteste nachgewiesene Metamorphose M 1 erreichte in der Strand-Serie Bedingungen der höheren Amphibolitfazies. Da Ilmenit stabil war, der Bereich der Anatexis jedoch nicht erreicht wurde, läßt sich abschätzen, daß dieses Ereignis bei 600–650 °C und relativ niedrigen Drücken (Abukuma-Faziesserie) ablief.

In der Ormakam-Serie wurden, möglicherweise zeitgleich, aber an einem anderen Ort, die Bedingungen der Hornblende-Granulitfazies erreicht. Anhand der Bildung

von Teilschmelzen und anhand reliktsch erhaltener hochtemperierter ultramafischer Paragenesen wurden die Bedingungen mit 730–800 °C bei geringen, bereichsweise jedoch etwas erhöhten Wasserdampfdrücken kleiner 5 kbar abgeschätzt. Der absolute Druck ist bisher unbekannt. Als Alter dieser Metamorphose wird vorläufig etwa 1.5 Ga angenommen. Damit gleichen die Verhältnisse denen auf der Strand-Halbinsel (S. 30ff.).

Beiden Serien wurde im Zusammenhang mit diesem Ereignis eine alte Schieferung *S1* aufgeprägt.

Im Anschluß an die beschriebene Metamorphose gelangten die Strand- und die Ormakam-Serie in tektonischen Kontakt.

Die nachfolgende Metamorphose *M 2* im höchsttemperierten Bereich der Grünschiefer- bis unteren Amphibolitfazies bestimmt im wesentlichen den heute vorliegenden Mineralbestand. Die Temperaturen lagen im Bereich zwischen der Granat- und Staurolith-Isograden in Metapeliten. In den Plagioklasen der Amphibolite wurde die Peristerit-Lücke überschritten. Abgeschätzt wurden 500–550 °C und Drücke größer 5 kb, wahrscheinlich 7–9 kb. Als Alter dieser Metamorphose wird vorläufig 1.1–1.2 Ga angenommen. Dieses Alter fällt in den Zeitraum des Svekonorwegian (Dalslandian).

Der Deformationsakt *D 2* führte zur Ausbildung enger oder isoklinaler Falten und zur Erzeugung von Fältelungen, Lineationen und neuen Schieferungsflächen. Das Gefüge der heute vorliegenden Gesteine wird wesentlich von den generell NW-SE streichenden Gefügeelementen dieser Deformation bestimmt. Die petrographischen Untersuchungen ergaben, daß dieser Deformationsakt in Bezug auf *M 2* postkristallin ablief. Dabei bleibt die Frage, ob es sich um ein präkambrisches Ereignis oder um ein allochthones Ereignis der kaledonischen Ära handelt, weiterhin offen.

Die Ablagerung der autochthonen Sedimente (Vidda-Gruppe) begann im Untersuchungsgebiet mit dem Beginn des Kambriums und endete bereits im unteren Ordovizium, lange vor dem Paroxysmus der kaledonischen Orogenese an der Wende vom Silur zum Devon.

Die Überschiebung der allochthonen Serien auf den Rand des Baltischen Schildes bewirkte weitere Deformationen in den betroffenen Serien. Außerdem kam es zu einer schwachen Metamorphose, deren Höhepunkt bei Bedingungen der mittleren Grünschieferfazies (450–500 °C) und geringen Drücken kleiner 2 kb den Deckentransport noch überdauerte. Der Deckenschub und die letzte metamorphe Überprägung der Gesteinsserien des Untersuchungsgebietes fallen in die scandische Phase der kaledonischen Orogenese von ungefähr 400–420 Millionen Jahren.

### *3.5 Fister-Halbinsel und nordöstlicher Boknfjord*

(Anlagen 1 und 2)

Ziel der Untersuchungen Bintzers (1988) war die petrologische Klärung der Genese der polymetamorphen Gesteine in dem letzten noch nicht näher untersuchten Gebiet des nordöstlichen Boknfjords. Dieses Gebiet umfaßt im Süden die Fister-Halbinsel und im Norden die ihr vorgelagerten Inseln Randøy, Halsne, Store Bokn und Ombo.

Eine geologisch-petrographische Neukartierung, basierend auf der Karte von Müller & Wurm (1969), sollte der Erfassung möglicher autochthoner Gesteine sowie dem Nachweis hochmetamorpher Intrusivgesteine der Ormakam-Serie dienen.

Das präkambrische Grundgebirge auf Fister und Randøy besteht aus hochmetamorphen Porphyrranitgneisen, Migmatiten, Porphyrraniten und Amphiboliten. Zum Hangenden hin gehen diese Gesteine in Kataklastite über, in denen es zur Neubildung von grünem Biotit II und Stilpnomelan kam. Es handelt sich hierbei um die Wirkungen einer Deckenüberschiebung, die im Zusammenhang mit der kaledonischen Orogenese stattfand, und einer Rekristallisation unter den Bedingungen einer schwachen grünschieferfaziellen Metamorphose (M 3).

Die liegende Deckeneinheit (Strand-Serie) über dem Grundgebirge nimmt den größten Raum ein und besteht aus Metasedimenten (Phyllite, Gneise) mit tuffitischen Einschaltungen (mafische Gneise, Amphibolite). Eine ältere Metamorphose (M 1) erreichte die Bedingungen der mittleren bis oberen Amphibolitfazies bei Drücken  $< 5$  kbar (Abukuma-Typ). Dies geht ganz deutlich aus der Zusammensetzung der braungrünen Ca-Amphibole hervor (Ti- und  $Al^{VI}$ -Gehalte). Eine zweite jüngere Metamorphose (M 2) läßt sich auf den Bereich der obersten Grünschieferfazies bei Drücken  $> 5$  kbar (wahrscheinlich 7–9 kbar) eingrenzen. Die Ti-Gehalte der hier entstandenen blaugrünen Ca-Amphibole sind niedriger, die  $Al^{VI}$ -Gehalte dagegen höher als in den braungrünen Ca-Amphibolen.

Auf Store Bokn, Halsne und Ombo befinden sich im Hangenden der Strandserie die orthogenen Gesteine der Ormakam-Serie. Die Ti-Gehalte der braunen bis braungrünen Ca-Amphibole und der Biotite deuten auf eine ältere Metamorphose (M 1) im Bereich der Hornblende-Granulitfazies hin. Kritische Paragenesen der Hornblende-Granulitfazies, wie sie am Ormakam auftreten, konnten jedoch nicht aufgefunden werden.

Eine jüngere Metamorphose (M 2) führte in den Gesteinen der Ormakam-Serie zur Bildung blaugrüner Ca-Amphibole mit deutlich verringerten Ti-Gehalten. Deren Metamorphosebedingungen sind nicht so genau abzugrenzen wie im Falle von M 2 in der Strand-Serie (oberste Grünschiefer- oder untere Amphibolitfazies).

Eine dritte Metamorphose (untere bis mittlere Grünschieferfazies bei  $p < 2$  kbar), die nur geringe Rekristallisationen in den Gesteinen der drei Serien bewirkt hat (Bildung von Aktinolith, Stilpnomelan und grünem Biotit), wird mit der kaledonischen Orogenese (Modell-Alter:  $\sim 400$  Ma) in Verbindung gebracht. Diese Metamorphose ist auch in den Gesteinen des Grundgebirges nachweisbar und somit jünger als der Dekenshub, der von NW auf das Grundgebirge erfolgte. Autochthone kambrosilurische Sedimentreste konnten bisher auf den Inseln des nordöstlichen Boknfjords nicht gefunden werden.

Ungeklärt bleibt die Zuordnung der Metasedimentgesteine im Hangenden der Ormakam-Serie auf Halsne, in denen keine Relikte der ältesten hochgradigen Metamorphose nachgewiesen werden konnten. Möglicherweise wurden diese Sedimente im Zeitraum zwischen 1.5 und 1.15 Ga auf den herausgehobenen hochmetamorphen Gesteinen der Ormakam-Serie abgelagert und später (vor etwa 1.15 Ga) zusammen mit

diesen und den Gesteinen der Strand-Serie unter Bedingungen der obersten Grünschieferfazies metamorphisiert (Bintzer & Müller, DFG-Abschlußbericht 1989).

Alle übrigen Metamorphosemerkmale und die tektono-stratigraphischen Verhältnisse sind im nordöstlichen Boknfjordgebiet die gleichen wie auf der Strandhalbinsel und im Gebiet zwischen dem Jøsenfjord und dem Tysdal.

#### **4. Zeitliche und räumliche Beziehungen zwischen Metamorphose und Deformation im Gebiet des zentralen und östlichen Boknfjord sowie in Indre Ryfylke**

##### **4.1 Metamorphose M 1**

Die tektono-stratigraphischen Verbandsverhältnisse der Gesteinsserien sind in der Figur 5 dargestellt, während die Entwicklung der wichtigsten Mineralparagenesen und die daraus abzuleitenden Temperatur- und Druckbedingungen mit Bezug auf die verschiedenen Metamorphosen und Deformationen in der Tabelle 1 zusammengestellt sind.

In der Ormakam-Serie wurden während der ältesten nachweisbaren Metamorphose M 1, möglicherweise zeitgleich mit der ältesten Metamorphose der Strand-Serie, aber an einem anderen Ort, die Bedingungen der Hornblende-Granulitfazies erreicht. Aufgrund von Mikrosondenstudien der Paragenesen am Ormakam auf der Strandhalbinsel ergeben sich Temperaturen bis zu 800 °C und Gesamtdrücke von 8–10 kbar bei  $P_{H_2O} < P_{tot}$ .

Anhand der Bildung von Teilschmelzen und reliktsch erhaltener hochtemperierter ultramafischer Paragenesen in Indre Ryfylke werden die Bedingungen mit 730–800 °C bei geringen, bereichsweise jedoch etwas erhöhten Wasserdampfdrücken < 5 kbar abgeschätzt. Der absolute Druck ist dort bisher unbekannt. Für das Alter dieser Metamorphose werden vorläufig wie am Ormakam etwa 1.5 Ga angenommen.

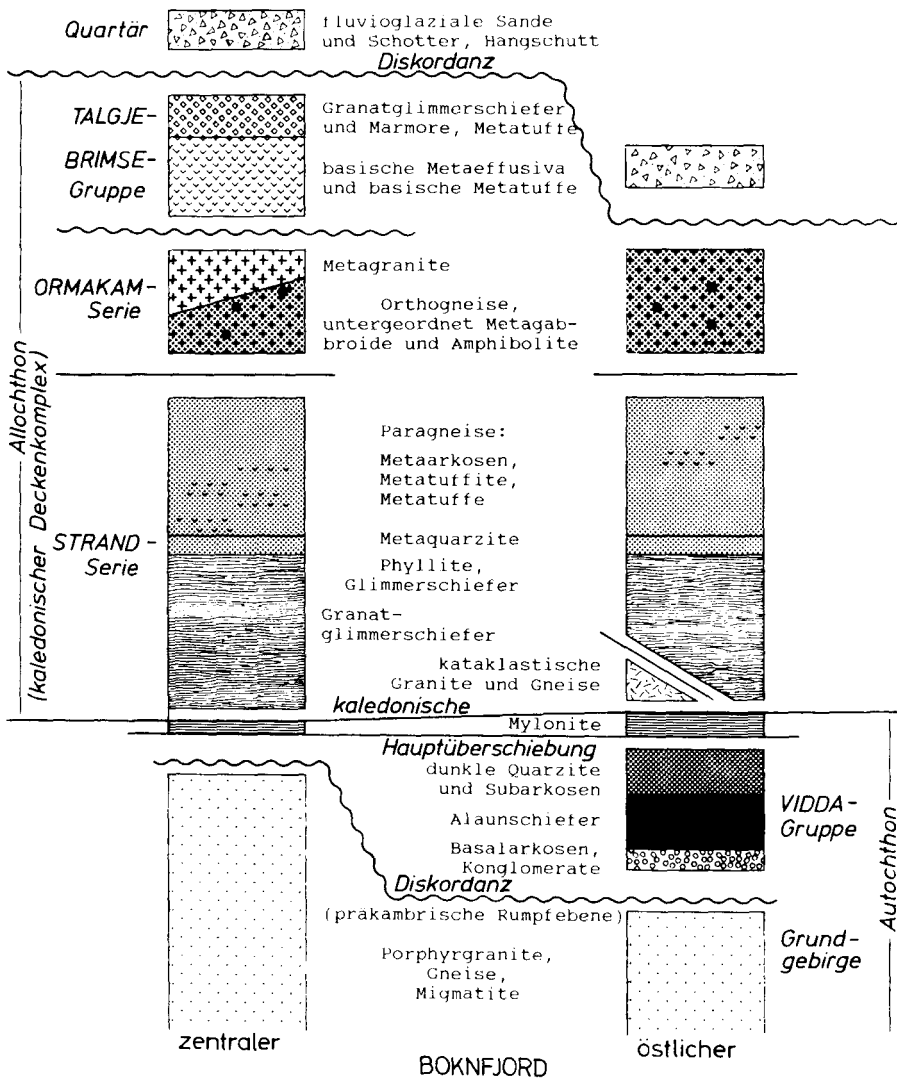
In der Strand-Serie erreichte die älteste nachgewiesene Metamorphose M 1 nur die Bedingungen der höheren Amphibolitfazies. Es gibt einige Hinweise, daß dieses Ereignis der Abukuma-Faziesserie zuzuordnen ist, nämlich das Vorkommen von Andalusit/Sillimanit (Sigmond, 1978), die Stabilität von Ilmenit (Lorenz 1986) und niedrige Aluminium-Gehalte der Hornblendes (Müller & Strauss, 1986).

Die unterschiedlichen Metamorphosebedingungen weisen darauf hin, daß die beiden Serien während dieser Ereignisse noch räumlich getrennt waren. Eine Gleichzeitigkeit der beiden verschiedenen M 1-Rekristallisationen ist wahrscheinlich, war aber nicht nachzuweisen.

Beiden Serien wurde im Zusammenhang mit diesem Ereignis eine alte Schieferung  $s_1$  aufgeprägt.

Erst nach der beschriebenen Metamorphose (M 1) gelangten die Strand- und die Ormakam-Serie in tektonischen Kontakt.





Figur 5

Tektono-Stratigraphische Seriengliederungen im zentralen Bokn fjord sowie im östlichen Bokn fjord und Indre Ryfylke

## 4.2 Metamorphose M 2

Die nachfolgende Metamorphose M 2 im höchsttemperierten Bereich der Grünschieferfazies bestimmt im wesentlichen den heute vorliegenden Mineralbestand. Die Temperaturen lagen im Bereich zwischen der Granat- und Staurolith-Isograden in Me-

tapeliten. In Amphiboliten wurden Plagioklase mit Anorthit-Gehalten  $> 20\%$  gebildet. Abgeschätzt wurden Bildungstemperaturen von  $500\text{--}550\text{ }^{\circ}\text{C}$  und Drücke  $> 5\text{ kb}$ , wahrscheinlich sind  $6\text{--}9\text{ kb}$ . Die Mineralparagenesen sind sich in beiden allochthonen Serien über alle hier behandelten Teiluntersuchungsgebiete hinweg so ähnlich, daß in diesem Fall Gleichzeitigkeit und ein bereits bestehender Kontakt zwischen den Serien angenommen wird (Tabelle 1, M 2).

Ungeklärt ist die tektono-stratigraphische Stellung der Gesteinsserie, welche den Nordteil von Halsne einnimmt (Halsne-Serie nach Bintzer, 1988) und das Hangende der Ormakam-Serie bildet. Letztere bildet den größeren Teil der Mitte und des Südtails der Insel. Darunter liegt an der Südküste, durch einen tektonischen Kontakt getrennt, die Strand-Serie. Die Halsne-Serie entspricht in ihrem Metamorphosegrad (Amphibolit-Fazies) der Strand-Serie. Aber auch die Gesteine der im Westen gelegenen Inseln der Sjernarøy-Gruppe sowie von Finnøy, Rennesøy, S-Talgje und Mosterøy liegen amphibolitfaziell vor. Damit ergibt sich die Möglichkeit, daß die Gesteine auf Nord-Halsne der Brimse-Serie zugerechnet werden könnten (Anlage 1, Figur 2), welche mit gleichartigen Amphiboliten und Gneisen auf den Sjernarøya, S-Talgje und den großen Inseln Finnøy und Rennesøy verbreitet ist.

Die Brimse-Serie und die hangende Talgje-Serie nehmen in den südwest-norwegischen Deckensystemen insofern eine Ausnahmestellung ein, als eine derartige Assoziation von basischen Vulkaniten mit Kalken, Tonen und Sanden noch nirgendwo sonst gefunden worden ist. In beiden Serien treten die Paragenesen einer älteren amphibolitfaziellen Metamorphose ( $> 520 < 650\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $5\text{--}6\text{ kbar}$ ) wie auch die einer jüngeren grünschieferfaziellen auf. Die Zuordnung dieser metamorphen Rekristallisation ist ebenso ungewiß, wie die tektonische Stellung der Brimse- und Talgje-Serien. Für die Gneise der die Brimse-Serie unterlagernden Serie (Übersichtskarte, Anlage 1) auf Rennesøy, haben Heier et al. (1972) eine Gesamtgesteinsisochrone von  $1.16\text{ Ga}$  auf der Basis von Rb-Sr-Isotopenverhältnissen berechnet, die möglicherweise der Metamorphose M 2 entspricht, und dem Svekonorwegian (Dalslandian) zuzurechnen ist.

#### *4.3 Altersrelationen in Nachbargebieten*

M 1 und M 2 sind Ereignisse, die im Grundgebirge und Autochthon nicht nachgewiesen werden können. Die präkambrische Petrogenese des Grundgebirges wurde allerdings im Rahmen dieser Arbeiten nicht untersucht. Nach den Ergebnissen von Hermans et al. (1975) und Majer et al. (1981) ist in Teilen des Grundgebirges Südwest-norwegens als letzte präkambrische Metamorphose ein Ereignis im Grenzbereich der oberen Amphibolitfazies und unteren Granulitfazies zu verzeichnen.

Als absolute Zeitmarken stehen für den Zeitraum des Präkambriums einige radiometrische Modellalter zur Verfügung. Eine kurze Zusammenfassung des gegenwärtigen Kenntnisstandes in Bezug auf das Grundgebirge ohne die Telemark-Formation findet sich bei Priem & Verschure (1982). Die dort angeführten Modellalter einiger Gneise des Gneis-Migmatit-Granit-Komplexes gruppieren sich um  $1.5\text{ Ga}$  sowie zwischen  $1.2$  und  $0.95\text{ Ga}$  für das Dalslandian (Sveconorwegian) im Zusammenhang

mit der Bildung des jüngeren Intrusiv-Komplexes, dem auch der Porphygranite des Untersuchungsgebietes angehören. Die Telemark-Formation hat radiometrische Modellalter zwischen 0.95 und 1.05 Ga geliefert (Sigmond, 1978).

Auch für die Gesteine des Hardanger-Ryfylke-Deckensystems haben sich bisher ohne Ausnahme präkambrische Modellalter ergeben. Die Daten gruppieren sich in den gleichen Zeitabschnitten wie im Grundgebirge. Das ist ein Hinweis darauf, daß jene präkambrischen Gesteine, die in den kaledonischen Deckenbau einbezogen wurden, benachbarten Krustenabschnitten des Grundgebirges angehörten und generell von keinen bedeutenden kaledonischen Metamorphoseereignissen geprägt wurden.

Heier et al. (1972) erhielten ein Rb/Sr-Alter von  $1160 \pm 24$  Ma für eine 5-Punkt-Gesamtgesteinsisochrone an Gneisproben der Strand-Serie von der Strand-Halbinsel und von Rennesøy, das sie als Alter „der“ Metamorphose deuteten.

Andresen & Heier (1975) beprobten den Metagranit des Ormakam und fanden  $1534 \pm 125$  Ma für 4 Proben und 1180 Ma für 2 Proben, gleichfalls auf der Basis von Rb/Sr-Gesamtgesteinsisochronen. Alle Proben zusammengenommen ergaben  $1240 \pm 160$  Ma. Die Autoren interpretieren ihre etwas fragwürdigen Ergebnisse als Hinweis auf eine polymetamorphe Überprägung der Gesteine vor 1534 und 1180 Ma.

Hinzu kommt eine Untersuchung von Sigmond & Andresen (1976) an den Metaandesiten, die im Gebiet zwischen dem Jøsenfjord und dem Hylsfjord innerhalb der unteren Deckeneinheit auftreten. Es ergab sich ein Modellalter von  $1145 \pm 98$  Ga anhand einer 4-Punkt-Rb/Sr-Gesamtgesteinsisochrone. Die Autoren interpretieren dies als Extrusionsalter der Andesite.

Die drei genannten Untersuchungen dienten hauptsächlich dem Nachweis von vermuteten präkambrischen, mithin überschobenen Gesteinen in der kaledonischen Gesteinsabfolge. Dieses Ziel wurde erreicht. In Bezug auf die Ergebnisse der hier vorliegenden Untersuchung lassen sich die Daten jedoch nicht eindeutig interpretieren:

Es liegt nahe, der Metamorphose M 1 in der Ormakam-Serie das 1.5 Ga-Alter und der Metamorphose M 2 beider allochthoner Serien die Alter zwischen 1.1 und 1.2 Ga zuzuordnen (Müller & Herbert, 1984 und Müller & Strauss, 1986). Daraus folgt allerdings, daß es keine kaledonische Metamorphose der Deckengesteine vor dem Deckenschub, also im kaledonischen Orogen, gegeben hat. Datierungen an Einzelmineralen, z.B. den Amphibolen, wären sehr wünschenswert, um diese Interpretation zu überprüfen.

#### 4.4 Metamorphose M 3

Die jüngste nachgewiesene Metamorphose M 3 erreichte die Bedingungen der mittleren Grünschieferfazies bei geringen Drücken. Diese Metamorphose M 3 war ein kaledonisches und zugleich autochthones Ereignis, denn die Blastese von Stilpnomelan überdauerte die kaledonischen Deckenbewegungen, und alle Serien des Untersuchungsgebietes wurden von dieser Überprägung betroffen.

Die geschätzten Metamorphosebedingungen (450–500 °C,  $P < 2$  kb) lassen sich nicht mit einem normalen geothermischen Gradienten im Deckenstapel vereinbaren.

Sie erfordern eine zusätzliche Wärmequelle. In Betracht kommt ein erhöhter Wärmefluß aus dem Mantel oder auch die mit der Decke transportierte Wärmeenergie selbst. Sicher wurde der Ablauf der Metamorphose M 3 sehr stark von der gefügezerstörenden Deformation an der Deckenbasis beeinflusst.

Es ist wahrscheinlich, daß diese Metamorphose etwa zeitgleich mit dem Deckenschub während des scandischen Paroxysmus der kaledonischen Orogenese, also im obersten Silur erfolgte. Das ergaben auch Rb/Sr-Altersdatierungen von Verschure et al. (1980). Diesen Autoren war es gelungen, aus einigen Proben des Grundgebirges südlich der Strand-Halbinsel Biotit I und Biotit II getrennt zu isolieren.

Die alten Biotite ergaben ungefähr 870 Ma, was von den Autoren als Abkühlungsalter der letzten präkambrischen hochmetamorphen Überprägung interpretiert wurde. Diese alten Biotite blieben anscheinend während der kaledonischen Überprägung in Bezug auf den K/Ar- und Rb/Sr-Austausch geschlossen.

Der feinschuppige Biotit II, der zu den M 3-Paragenesen gehört, wurde nach ihren Ergebnissen vor 400–420 Ma gebildet.

#### *4.5 Deformationen D 1 bis D 3*

Die zeitliche Einordnung der verschiedenen Deformationsakte wurde von Lorenz (1986) untersucht.

Als ältestes bekanntes Gefügemerkmal ist die lithologische Bänderung der Gneise beider allochthoner Gesteinsserien anzusehen. Ihre Bildungsweise ist im Fall der Ormakam-Serie nicht bekannt. Für die Strand-Serie wird ihre Entstehung als sedimentäres Lagengefüge angenommen. Während der Deformation D 1, die möglicherweise schon mit Isoklinalfaltung verbunden war, entwickelte sich parallel zum Lagengefüge die Hauptschieferung ( $S_1$ ) der Gesteine. In der Ormakam-Serie kam es bereichsweise zur Ausbildung kleinräumiger Fließfalten und im Anschluß daran bei fallenden Metamorphosebindungen zur Bildung von epidotgefüllten Klüften.

Der Deformationsakt D 2 hat einen bedeutenden Anteil an der Gefügeprägung aller Deckengesteine in Indre Ryfylke. D 2 entspricht der „älteren“ Deformation im Sinne von Müller & Wurm (1969, 1970a, b) und Wurm (1973, 1979). Enge oder isoklinale liegende Falten sind für den Faltenstil dieser Deformation charakteristisch. Große Falten werden in den Phylliten und bereichsweise auch in den Albit-Mikrogneisen durch eine Kleinfältelung ergänzt (crenulation). Anstelle dieser Fältelung können in den Gneisen sehr ausgeprägte Minerallineationen auftreten. Diese Fältelungen und Lineationen sind deutlich postkristallin in Bezug auf die M 2-Blastese, jedoch älter als die Überschiebung, an der alle D 2-Gefüge abgeschnitten werden. Es läßt sich anhand der bisher vorliegenden Ergebnisse nicht entscheiden, ob der D 2-Deformationsakt noch in das Präkambrium fällt oder der kaledonischen Ära zuzurechnen ist. Bearbeiter umliegender Gebiete haben diese verbreitete Deformationsphase in das Präkambrium gestellt (Naterstad et al. 1973; Sigmond, 1978; Andresen, 1974). Eine enge zeitliche Nähe zu der Metamorphose M 2 ist jedenfalls erheblich wahrscheinlicher als eine Meta-

morphose M 2 ohne zugehörige Deformation sowie eine spätere Deformation D 2 ohne zugehörige Metamorphose.

Der Deformationsakt D 3<sub>1</sub> (jüngere Deformation Müller & Wurm 1969–70 und Wurm 1973, 1979) bezeichnet kaledonische Strukturen, die noch außerhalb des Untersuchungsgebietes angelegt, jedoch wahrscheinlich bereits im Zusammenhang mit dem Deckenschub gebildet wurden (Wurm, 1979).

D 3<sub>2</sub> dagegen bezeichnet die Strukturen, die innerhalb des Untersuchungsgebietes im Zusammenhang mit der Überschiebung entstanden. Bereits vor dem Ausklang der Metamorphose M 3 waren die letzten orogenen Bewegungen abgeschlossen.

D 2, D 3<sub>1</sub> und D 3<sub>2</sub> haben auch die Gesteine der zentralen Inseln des Boknfjords in wechselnden Intensitäten geprägt, so daß die isolierten Vorkommen der Brimse- und Talge-Serien alle Phänomene der oben beschriebenen Deformationen der Prozesse D 2 und D 3 aufweisen (Müller & Wurm 1969, 1970b).

## 5. Zusammenfassung der Ergebnisse

Die während zweier Jahrzehnte von der Deutschen Forschungsgemeinschaft geförderten geologischen, petrographischen und petrologischen Untersuchungen in Ryfylke (NE von Stavanger, SW-Norwegen) erbrachten die geologisch-petrographische Kartierung eines etwa 1250 km<sup>2</sup> umfassenden Areals im Maßstab 1:50.000 sowie die Aufnahme der tektonischen Elemente (b-Achsen, Lineationen, Überschiebungsbahnen) teilweise in Verbindung mit mikroskopischen Gefügeregelungsanalysen orientierter Proben. Alle Kartierungsergebnisse wurden dem Norwegischen Geologischen Dienst (NGU) zur Verfügung gestellt und sind in großen Teilen in norwegische Kartenwerke übernommen worden (Berggrunnskort over Norge, 1:50.000 Strand 1213 II, Rennesøy 1213 III und Berggrunnsgeologisk kartbladet 1:250.000 Sauda).

Bereits Anfang der siebziger Jahre ließen die Ergebnisse der Kartierungen und der petrographischen Bearbeitungen erkennen, daß die von Goldschmidt (1921) angenommene regionale Verbreitung einer Injektionskontaktmetamorphose im Stavanger-Gebiet sich nicht nachweisen läßt und als eine Fehlinterpretation außerordentlich komplizierter geologisch-tektonischer Verhältnisse zu bewerten ist. Die Zweifel, die Barth (1952) an der Hypothese Goldschmidts vorgetragen hat, erhielten ihre Rechtfertigung.

Die in den vorstehenden Kapiteln dargelegten noch weitgehend unveröffentlichten Untersuchungsergebnisse geologischer und petrologischer Detailstudien lassen folgende Schlußfolgerungen zu:

In Übereinstimmung mit den geologisch-tektonischen Verhältnissen auf dem nord-östlich gelegenen Festland, speziell im Gebiet der Hardangervidda, ergibt sich für die Strand-Halbinsel, die Insel des Boknfjords und das Gebiet E Hjelmeland ein komplizierter Deckenbau polymetamorpher Gesteinsserien präkambrischen Alters, der das Produkt kaledonischer Tektonik ist. Die auf der präkambrischen Rumpfebene erhaltenen Basiskonglomerate und die teilweise fossilführenden mittelmkambrischen Schiefer sind nur gering verbreitet. Darüber liegen, durch Überschiebungsflächen vom liegenden kambrischen Autochthon beziehungsweise vom Grundgebirge getrennt, die

Deckenstapel polymetamorpher präkambrischer Gesteinsserien. Innerhalb der Deckenstapel wechseln von einer Deckeneinheit zur anderen die Metamorphosegrade. So wird die granulitfazielle Ormakam-Decke von der amphibolitfaziellen Strand-Decke unter – den ebenfalls amphibolitfaziellen Deckeneinheiten der Brimse- und Talgje-Decken überlagert.

Die Gesteine der Brimse- und Talgje-Serien auf den Inseln des zentralen Boknfjords stellen singuläre Einheiten dar, die bisher nirgendwo sonst in den südwest-norwegischen Deckensystemen beobachtet worden sind.

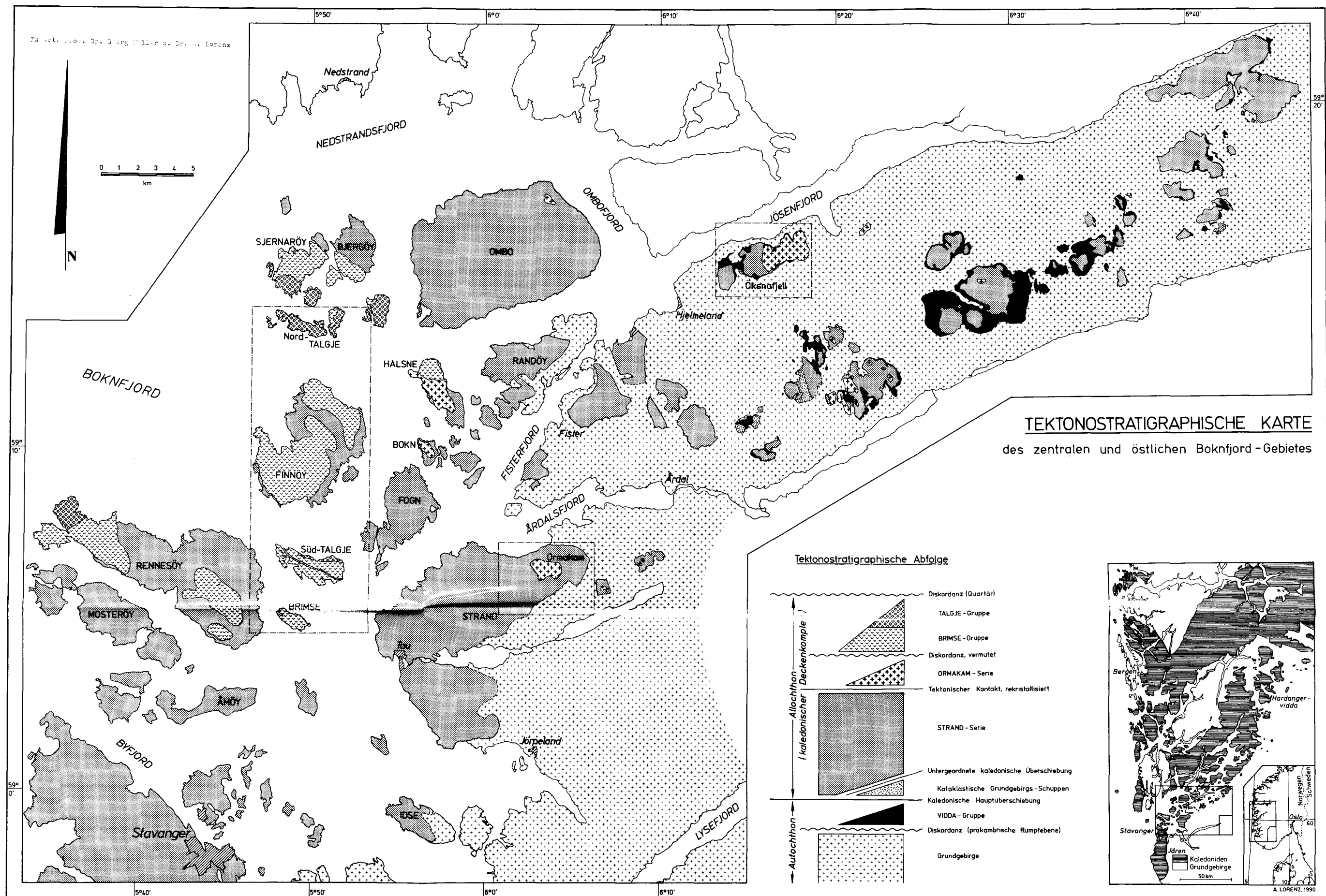
### Literatur (beschränkt auf regionale Arbeiten)

- ANDRESEN, A. (1974): Petrography and structural history of the Caledonian rocks north of Haukelisaeter, Hardangervidda. – *Norges Geol. Unders.*, *314*, 1–52.
- (1978): Lithostratigraphy of the autochthonous/parautochthonous lower Palaeozoic metasediments on Hardangervidda, South Norway. – *Norges Geol. Unders.*, *338*, 59–69.
- ANDRESEN, A., HEIER, K.S., JORDE, K. & NATERSTAD, J. (1974): A preliminary Rb/Sr geochronological study of the Hardangervidda-Ryfylke nappe system in the Røldal area, South Norway. – *Norsk Geol. Tidsskr.*, *54*, 35–47.
- ANDRESEN, A. & HEIER, K.S. (1975): A Rb-Sr whole rock isochron date on an igneous rock body from the Stavanger area, South Norway. – *Geol. Rdsch.*, *64*, 260–265.
- BARTH, T.F.W. (1952): *Theoretical Petrology*. – John Wiley & Sons, Inc., New York, 387 p.
- BINTZER, W. (1988): Petrogenetische Untersuchungen polymetamorpher Gesteinsserien der Kaledoniden des nordöstlichen Teils des Boknfjord-Gebietes, Rogaland, SW-Norwegen. Diss. Math.-Nat. Fak. TU Clausthal, S. 222, 2 Karten, unveröffentlicht.
- BIRKELAND, T., MÜLLER, G. & WURM, F. (1973): Preliminaert berggrunnskart over Norge. 1:50.000 Strand. 1213 II. *Norges Geologiske Undersøkelse Oslo*.
- (1974): Preliminaert berggrunnskart over Norge. 1:50.000 Rennesøy. *Norges Geologiske Undersøkelse Oslo*.
- BJØRLYKKE, K.O. (1905): Det centrale Norges fjeldbygning. – *Norges Geol. Unders.*, *39*, 1–595.
- BRAUN, E. & MÜLLER, G. (1975): Zur chemischen Variabilität regionalmetamorph gebildeter Plagioklase, Epidote und Granate. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, *52*, 193–211.
- BRÖGGER, W.C. (1893): Lagfølgen på Hardangervidda og den såkalte høifjeldskvarts. – *Norges Geol. Unders.*, *11*, 142 p.
- ESKOLA, P. (1939): Die metamorphen Gesteine, in: Barth, Correns, Eskola: Die Entstehung der Gesteine. – J. Springer Verlag, Berlin, S. 411.
- GABRIELSEN, R.H. & RAMBERG, I.B. (1979): A Rb-Sr study of a possible Precambrian thrust zone, Hardangervidda-Ryfylke Nappe Complex, Southwest Norway. – *Norsk Geol. Tidsskr.*, *59*, 253–263.
- GOLDSCHMIDT, V.M. (1921): Die Injektionsmetamorphose im Stavangergebiete. – *Vidensk. Skr. I, Mat nat. K1. no 10*, 142 p.
- HEIER, K.S., NATERSTAD, J. & BRYHNI, I. (1972): A Rb-Sr whole rock date from the Stavanger area (Southern Norway). *Norsk Geol. Tidsskr.*, *52*, 377–383.
- HENNINGSMOEN, G. (1952): Early middle Cambrian fauna from Rogaland SW Norway. – *Norsk. Geol. Tidsskr.*, *30*, 13–21.
- HERMANS, G.A.E.M., TOBI, A.C., POORTER, R.P.E., MAIJER, C. (1975): The high-grade metamorphic Precambrian of the Sirdal-Ørdsdal area, Rogaland/Vest Agder, SW Norway. – *Norges Geol. Unders.*, *318*, 51–74.

- KALDHOL, H. (1909): Fjeldbygning i den nordøstlige del af Ryfylke. – Norges Geol. Unders., 49, 59 p.
- KALSBECK, F. (1964): Zircons from some metamorphic rocks in the Stavanger area (Southern Norway). Norsk Geol. Tidsskr., 44, 11–17.
- KVALE, A. (1960): The nappe area of the Caledonides in Western Norway. – 21. Int. Geol. Congr. Norden 1960. – Norges Geol. Unders., 212e, 1–43.
- LORENZ, A. (1986): Geologische und petrographische Untersuchungen an den kaledonischen Gesteinsserien in SE-Ryfylke, Rogaland, SW-Norwegen. Diss. Math.-Nat. Fak. TU Clausthal, S. 212, 3 Karten mit Profilen, unveröffentlicht.
- MAIJER, C., JANSEN, J.B.H., HEBEDA, E.H., VERSCHURE, R.H., ANDRIESEN, P.A.M. (1981): Osumilite, a 970 Ma old high-temperature index mineral of the granulite facies metamorphism in Rogaland, SW Norway. – Geol. Mijnb., 60.
- MÜLLER, G. (1970a): Kaledonische Intrusivgesteine des Stravanger-Gebietes. – Contrib. Mineral. Petrol., 27, 52–65.
- (1970b): Metamorphe Basalte und Tuffe des Stavanger-Gebietes. – Contrib. Mineral. Petrol., 29, 123–134.
- MÜLLER, G. & BRAUN, E. (1977): Methoden zur Berechnung von Gesteinsnormen. – Clausthaler Tekt. Heft, 15, Clausthal-Zellerfeld, 126 p.
- MÜLLER, G. & BINTZER, W. (1989): Petrogenetische Untersuchungen polymetamorpher Gesteinsserien der Kaledoniden des Boknfjord-Gebietes/Südnorwegen. DFG-Forschungsbericht Mu 350/22–2, 121 S.
- MÜLLER, G. & HERBERT, H.-J. (1984): Genesis of polymetamorphic rocks on Strand Peninsula, Southwest Norway. – Chem. Erde, 43, 77–98.
- MÜLLER, G. & STRAUSS, K.W. (1985): Petrology of a complex interstratified marble sequence at the Central islands of the Boknfjord, Southwest Norway. Chem. Erde 44, 133–150.
- (1987): Polymetamorphose und Deckenbau der Strand-Halbinsel/SW Norwegen. – Geol. Rdsch. 76, 407–418.
- MÜLLER, G. & WURM, F. (1969): Beiträge zur Metamorphose und zum Aufbau der kambrosilurischen Gesteine des Stavanger-Gebietes. I. Die Gesteine der Inselgruppe Randøy-Fogn. – Norsk. Geol. Tidsskr., 49, 97–144.
- (1970a): II. Die Gesteine der Halbinsel Strand. – Norges Geol. Unders., 267, 1–55.
- (1970b): III. Die Gesteine der Inseln des zentralen Boknfjords. – Norges Geol. Unders., 267, 63–90.
- NATERSTADT, J., ANDRESEN, A. & JORDE, K. (1973): Tectonic succession of the Caledonian nappe front in the Haukelisaeter-Röldal area, Southwest Norway. – Norges Geol. Unders., 292, 1–20.
- PRIEM, H.N.A. & VERSCHURE, R.H. (1982): Review of the isotope geochronology of the high-grade metamorphic Precambrian of SW Norway. – Geol. Rsch., 71, Heft 1, 81–84.
- RAASE, P. (1974): Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. – Contrib. Mineral. Petrol., 45, 231–236.
- REUSCH, H. (1913): Tekst til geologisk oversigtskart over Søndhordland og Ryfylke. – Norges Geol. Unders., 64, 1–83.
- REUSCH, H., REKSTAD, J. & BJÖRLYKKE, K.O. (1902): Fra Hardangerviddan. – Norges Geol. Unders., 34, 1–80.
- SIGMOND KILDAL, E. (1967): The geology of the „Sand“ quadrangle with special emphasis on the relation between the Cambro-Silurian rocks and the allochthonous gneisses. – Norges Geol. Tidsskr., 47, 199–200.
- (1973): Meta-andesites in the Caledonides in the Suldal area, Ryfylke. – Norges Geol. Unders., 288, 27–51.
- SIGMOND, E.M.O. (1978): Beskrivelse til det berggrunnsgeologiske kartbladet Sauda 1 : 250.000 (Med farge trykt kart). Norges Geol. Unders., 341, 1–94.

- SIGMOND, E.M.O. & ANDRESEN, A. (1976): A Rb-Sr isochron age of metaandesites from Skorpehei, Suldal, South Norway. – Norsk Geol. Tidssk., 56, 315–319.
- SÖRBYE, R.C. (1954): Kaledonidene i nordøstre Ryfylke og på Hugesundshalvöya. – Norsk. Geol. Tidsskr. 33, 235 p.
- STURT, B.a. & THON, A. in TOZER, E.T. & SCHENK, P.E. (ed) (1978): Caledonides of Southern Norway. – IGCP Project 27: Caledonian-Appalachian Orogen in the North Atlantic region. – Canada geol. Soc. Pap., 78–13, 39–47.
- VERSCHURE, R.H., ANDRIESEN, P.A.M., BOELRIJK, N.A.I.M., HEBEDA, E.H., MAIJER, C., PRIEM, H.N.A., VERDURMEN, E.A.TH. (1980): On the thermal stability of Rb-Sr and K-Ar biotite systems: Evidence from coexisting Sveconorwegian (ca 870 Ma) and Caledonian (ca 400 Ma) biotites in SW Norway. – Contrib. Mineral. Petrol., 74, 245–252.
- WURM, F. (1973): Wechselbeziehungen kaledonischer Deformationspläne nordöstlich Stavanger (Südwest-Norwegen). – Geol. Rdsch., 62, 106–115.
- (1979): Der Bau des kaledonischen Gebirges im Raum Stavanger (Südwest-Norwegen) – Eine Zwischenbilanz. – Clausthl. Geol. Abh., 30, 95–112.





| Gebiete  | Stratigraphie | Gesteinsarten  | Fazieskritische Mineralbildungen (Auswahl) und ihre Zuordnung zu tektono-metamorphen Ereignissen (M1 - 3; D1 - 3) |   |  |  |
|--|---------------|--|---|---|--|--|
| Mosterøy, Åmøy,<br>Strand, Årdal,<br>Tøtland u. andere | Pleistozän    | Fluviatile Sande und Schotter,<br>Moränenreste, Hangschuttfächer | M3/D3 <sub>2</sub><br><br>T = 400 - 520 °C<br>P < 2 kbar<br>Alter: 400 - 420 Ma                                   | D3 <sub>1</sub><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br><br> |  |  |